新疆东天山葫芦岩体岩石学与地球化学研究*

夏明哲[1] 姜常义[1,2] 钱壮志[1,2] 孙涛[1] 夏昭德[1] 卢荣辉[1]

XIA MingZhe[1], JIANG ChangYi[1,2], QIAN ZhuangZhi[1,2], SUN Tao[1], XIA ZhaoDe[1] and LU RongHui[1]

1. 长安大学地球科学与资源学院,西安 710054
2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,西安 710054
1. *College of Earth Science and Land Recourses, Chang'an University, XI'an* 710054, *China*
2. *Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering; Ministry of Education, XI'an* 710054, *China*

2008-05-16 收稿, 2008-09-26 改回.

Xia MZ, Jiang CY, Qian ZZ, Sun T, Xia ZD and Lu RH. 2008. Geochemistry and petrogenesis for Hulu intrusion in East Tianshan, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12):2749 – 2760

Abstract Hulu rock body lies in the eastern part of Kongguer Huangshan fault belt, and cover an area of about 0.75 km^2. It consists of gabbros-diorite, gabbros, pyroxenites, pyroxene peridotite and peridotite. They extend mainly gradual transition, a few introduction each other. The petrochemical compositions belong to the tholeiitic series. Most of the rocks are slightly enriched in LREE, moderately depleted in HFSE(Nb、Ta、Ti). Crustal assimilation contamination was limited in their genesis, and the magma experienced fractional crystallization of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase. Isotopically, the rocks in Hulu mafic-ultramafic intrusion is characterized by positive $\varepsilon_{Nd}(t)$ values(+6.4 ~ +7.1), $\varepsilon_{Sr}(t)$ values(−10.1 ~ −9.3), except one sample $\varepsilon_{Sr}(t)$ = +3.4. and $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios(18.091 ~ 18.513), $^{207}Pb/^{204}Pb$ ratios(15.459 ~ 15.528), $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios (37.526 ~ 38.126). Element geochemistry and Nb、Sr、Pb isotope system indicate the magma of asthenosphere origin interlarded the magma of enriched lithosphere origin. REEs geochemical characteristics reveal that melting occur in the spinel stable field. Therefore, Hulu intrusion is the result of blending of asthenosphere and lithosphere mantle in the spinel stable field.

Key words Hulu intrusion; Geochemistry; Magmatic source; East Tianshan

摘 要 葫芦岩体位于康古尔—黄山韧性剪切带东段,地表出露面积0.75km^2。主要岩石类型有辉长闪长岩、辉长岩、辉石岩、辉橄岩、橄揽岩。岩相之间多呈渐变过渡关系,局部也有侵入接触。主量元素化学组成基本上属拉斑玄武岩系列。岩石相对富集LREE、适度亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti)。岩浆演化过程中发生了较弱的同化混染作用。橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石的分离结晶作用是岩浆演化的主要机制。四件样品$\varepsilon_{Nd}(t)$值(+6.4 ~ +7.1),一件样品的$\varepsilon_{Sr}(t)$ = +3.4,其余三件的$\varepsilon_{Sr}(t)$值(−10.1 ~ −9.3),$^{206}Pb/^{204}Pb$(18.091 ~ 18.513)、$^{207}Pb/^{204}Pb$(15.459 ~ 15.528)、$^{208}Pb/^{204}Pb$(37.526 ~ 38.126)。元素地球化学和Nd、Sr、Pb同位素体系表明,源区软流圈来源的岩浆中混入了富集岩石圈地幔来源的岩浆。稀土元素地球化学证明,熔融作用发生于尖晶石稳定域内。由此可见,岩体是尖晶石稳定域内占主体的软流圈地幔与富集岩石圈地幔相互作用的结果。

关键词 葫芦岩体;地球化学;岩浆源区;东天山

中图法分类号 P588.125

* 本文受国家自然基金重点项目(40534020)资助.

第一作者简介:夏明哲,男,1979年生,博士研究生,岩石学专业,E-mail: jiangchangyi001@163.com

基性—超基性杂岩是不同岩相、不同化学组成的幔源岩浆岩组合,其岩石学和地球化学特征及变化可以记录岩浆演化过程和岩浆生成的地幔动力学机制(Kepezhinskas *et al.*, 1997; Kerr, 2003)。在新疆东天山北部地区,沿康古尔塔格—黄山断裂带发育有一系列线性展布的基性—超基性杂岩体,部分岩体伴随有工业品位的铜镍矿体产出。近年来吸引了大量地质学家的关注和研究,并取得了丰富的成果。部分岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年和矿石 Re-Os 同位素测年表明,这些基性—超基性岩体形成于 298 ~ 270Ma 之间(李华芹等,1998;毛景文等,2002;韩宝福等,2004;Zhou *et al.*,2004;吴华等,2005;陈世平,2005)。对于其成因和形成环境存在不同的观点,归纳起来主要有:① 蛇绿岩型(白云来,2000)② 后碰撞伸展(何国琦等,1994;毛景文等,2002;Zhou *et al.*,2004;韩宝福等,2004;)③ 阿拉斯加型岩体(刘德权,1983;胡受奚等,1990;Xiao *et al.*,2004)④ 与地幔柱有关(王登红,2002;Mao *et al.*,2008;Zhang ZH *et al.*,2008)。前人研究对象主要集中在黄山、黄山东和香山岩体,对其他岩体的研究较少。本文选择葫芦岩体为主要的研究对象,通过详细的岩石学、矿物学和岩石地球化学研究,探索其岩浆演化过程,论证岩浆源区性质,为探讨成岩成矿的地球动力学机制提供可靠的证据。

1 地质概况

葫芦岩体位于哈密市东偏南 180km 处,大地构造位置属于康古尔塔格—黄山断裂带东段,主要受镜儿泉—咸水泉断裂构造控制。岩体形似葫芦,长 1400m,宽 340 ~ 720 m,地表出露面积 0.75 km^2(图 1)。岩体的围岩为角闪斜长变粒岩、绢云石英片岩、二云斜长变粒岩、斜长变粒岩、斜长角闪岩、角闪岩等。徐兴旺等(2006)认为它们是元古代变质基底。岩体与围岩接触面不规则,呈波浪状、港湾状。岩体长轴方向与区域构造方向(NEE)基本一致,西部被后期肉红色黑云母、二云母花岗岩侵入,东南部被第四系覆盖。内部未见围岩捕虏体及顶垂体。

在岩体辉长闪长岩相中测得的锆石 U-Pb 谐和年龄为 274 ± 3.9Ma(钱壮志等,待刊),这与黄山岩体中橄榄苏长岩相测得的 U-Pb 谐和年龄 274 ± 3Ma 完全一致(韩宝福等,2004)。

2 岩相学与造岩矿物晶体化学

本文超基性岩石命名依据王希斌(1965)分类方案。葫

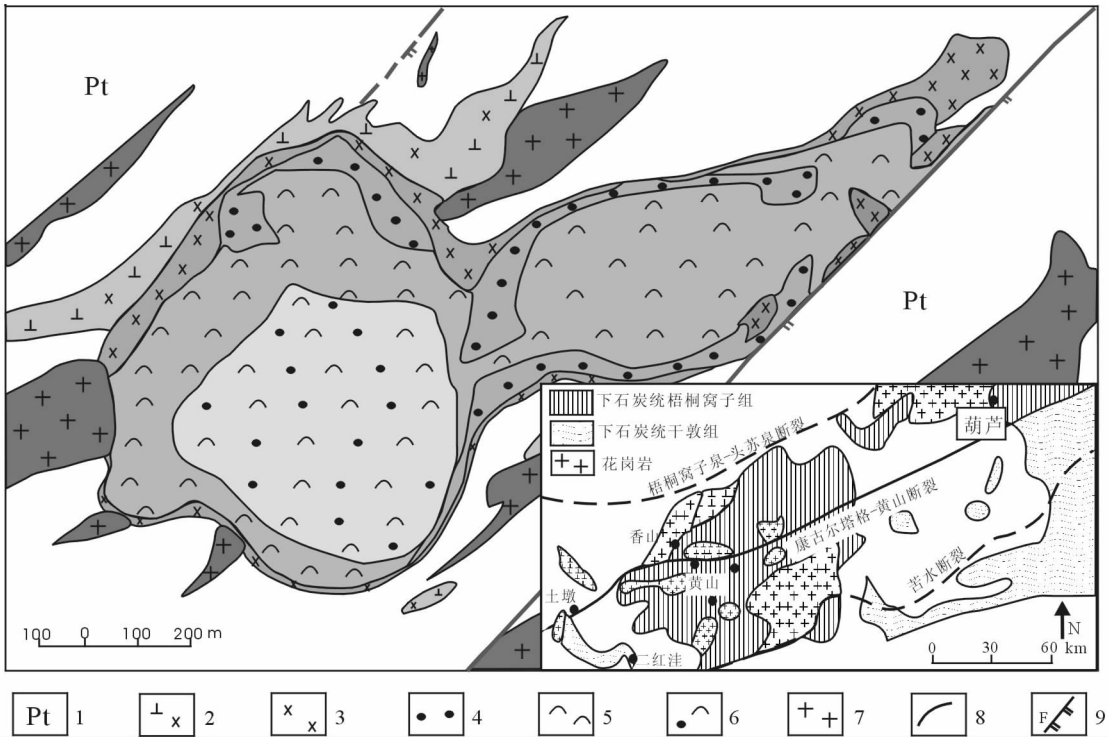


图 1 葫芦岩体地质图(据新疆第三地质大队勘察报告修编①)

1-元古代变质岩; 2-辉长闪长岩; 3-辉长岩; 4-辉石岩; 5-橄榄岩; 6-辉橄岩; 7-花岗岩; 8-地质界线; 9-断层

Fig. 1 Simplified geological map of Hulu intrusion

1-Proterozoic metamorphic rocks; 2-gabbro-diorite; 3-gabbro; 4-pyroxenite; 5-peridotite; 6-pyroxene peridotite; 7-granite; 8-boundary; 9-fault

① 新疆第三地质大队. 2005. 新疆哈密市镜儿泉葫芦铜镍矿Ⅳ号矿体富矿补充勘查报告

表 1 葫芦岩体橄榄石、辉石以及斜长石的电子探针分析数据(wt%)

Table 1 The crystal chemical data of pyroxenes, olivines and plagioclases (wt%)

岩性	样号	矿物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	组成
辉橄岩	J4-1-1	贵橄榄石	38.21	0.00	0.03	0.02	19.11	0.29	40.01	0.09	0.05	1.05	0.01	98.88	$Fo_{79}Fa_{21}$
辉橄岩	J4-1-2	贵橄榄石	38.57	0.01	0.00	0.01	19.30	0.33	41.07	0.07	0.05	0.02	0.01	99.43	$Fo_{80}Fa_{20}$
辉长岩	J3-1-3	贵橄榄石	38.61	0.00	0.05	0.04	20.02	0.38	39.16	0.05	0.17	0.06	0.03	98.56	$Fo_{77}Fa_{23}$
辉长岩	J3-1-4	贵橄榄石	38.55	0.00	0.01	0.00	19.64	0.25	40.84	0.00	0.04	0.00	0.01	99.34	$Fo_{79}Fa_{21}$
辉长岩	J3-1-2	贵橄榄石	40.83	0.00	0.03	0.00	19.44	0.32	40.89	0.00	0.11	0.00	0.00	101.6	$Fo_{79}Fa_{21}$
辉石岩	J5-1-3	普通辉石	53.39	0.37	5.42	0.04	9.57	0.26	16.62	0.15	12.17	1.45	0.25	99.68	$En_{48}Fs_{17}Di_{35}$
辉石岩	J5-1-5	普通辉石	51.12	0.67	8.26	0.08	9.74	0.20	14.75	0.00	13.12	1.75	0.17	99.87	$En_{49}Fs_{19}Di_{32}$
辉长岩	J3-1-7	普通辉石	44.33	3.54	11.88	0.08	11.11	0.19	12.79	0.01	12.02	2.85	0.61	99.41	$En_{46}Fs_{23}Di_{31}$
辉长岩	J3-1-8	普通辉石	45.33	2.19	12.18	0.10	11.42	0.25	11.97	0.08	12.58	2.41	0.56	99.06	$En_{43}Fs_{24}Di_{33}$
辉长岩	J3-1-1	培长石	49.73	0.07	32.18	0.00	0.33	0.00	0.00	0.02	16.59	2.41	0.05	101.4	$An_{79}Ab_{21}$
辉长岩	J3-1-2	培长石	50.02	0.04	32.28	0.02	0.25	0.00	0.00	0.00	16.26	2.54	0.03	101.4	$An_{78}Ab_{22}$
辉长岩	J3-1-6	培长石	50.34	0.06	30.73	0.00	0.37	0.00	0.28	0.04	15.41	2.70	0.15	100.1	$An_{75}Ab_{25}$
辉长岩	J3-1-4	更长石	61.61	0.00	22.95	0.00	0.07	0.00	0.12	0.00	6.23	8.62	0.01	99.62	$An_{29}Ab_{71}$
辉长闪长岩	J6-1-9	更长石	62.73	0.00	23.52	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	5.41	9.20	0.03	100.9	$An_{25}Ab_{75}$
辉长闪长岩	J6-1-5	更长石	62.52	0.00	23.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	4.99	9.56	0.04	100.2	$An_{22}Ab_{78}$
辉长闪长岩	J6-1-4	中长石	58.57	0.00	27.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	9.53	6.68	0.03	101.9	$An_{44}Ab_{56}$

注:本数据由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 JXI-8100 型电子探针分析,电流 1.0×10^{-8},电压 15Kv

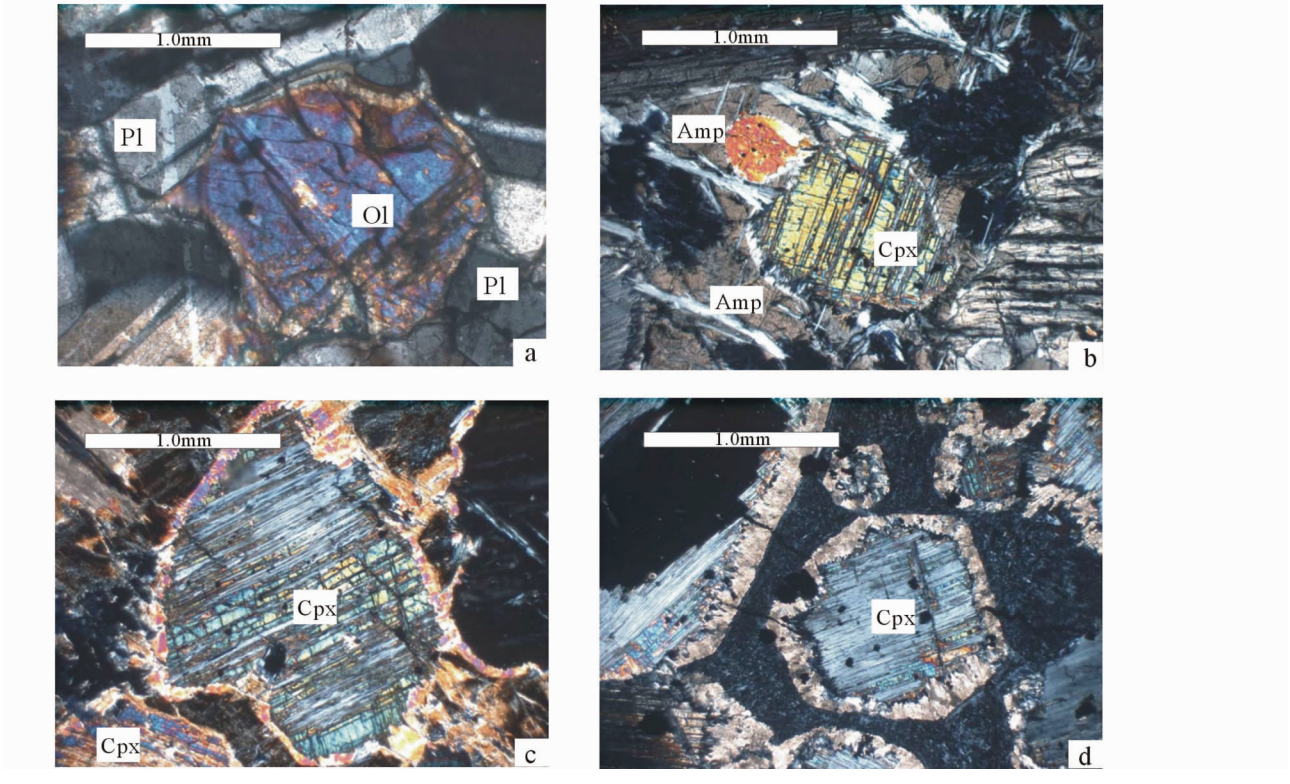


图 2 葫芦岩体基性—超基性岩石的显微结构特征

a-辉长岩中橄榄石自形程度好,呈浑圆状;b-辉橄岩中单斜辉石被角闪石包裹,具包含结构;c-辉橄岩中单斜辉石颗粒周围被角闪石交代;d-辉石岩中单斜辉石颗粒周围被碳酸盐化。均为正交偏光。Ol-橄榄石, Cpx-单斜辉石, Pl-斜长石, Amp-角闪石, Chl-绿泥石, Tr-透闪石

Fig. 2 Textures character of the Hulu basic-ultrabasic intrusion

a-Olvine shows a good idiomorphic-granular in gabbros; b-Poikilitic texture in pyroxene peridotites, clinopyroxene is closed by amphibole; c-clinopyroxene is metasomatized by amphibole in pyroxene peridotites; d- Carbonatization, in the around of clinopyroxene in pyroxenes. All under crossed nicols. Ol-olivine, Cpx-clinopyroxene, Pl-plagioclase, Amp-amphibole, Chl-chlorite, Tr-tremolite

表2 岩体主量元素(wt%),稀土元素、微量元素($\times10^{-6}$)数据

Table 2 Major elements(wt%), rare earth elements and trace elements ($\times10^{-6}$) abundances data of Hulu intrusion

	J1/1	J1/2	J6/1	J6/2	J6/3	J3/1	J3/2	J5/1	J5/3	J5/4	J4/1	J4/2	J4/3	J2/1	J2/3	J2/4
	辉长闪长岩					辉长岩		辉石岩			辉橄岩			橄榄岩		
SiO_2	56.14	55.32	47.29	46.92	47.39	48.77	48.59	38.70	37.74	40.19	40.90	41.08	42.56	40.13	39.68	37.75
TiO_2	1.61	1.80	1.45	1.47	1.41	0.85	0.87	0.13	0.27	0.34	0.16	0.21	0.40	0.27	0.58	0.14
Al_2O_3	14.45	14.74	17.76	17.68	17.97	17.36	16.98	4.78	4.10	3.81	6.09	5.92	7.90	3.36	3.89	3.39
FeO	3.97	6.27	8.77	9.47	9.05	8.07	5.64	6.81	11.06	7.85	6.66	5.89	7.54	9.59	9.47	8.57
Fe_2O_3	5.63	4.07	2.46	1.89	1.95	2.21	4.79	3.78	2.55	3.92	3.81	5.58	2.65	1.92	2.64	2.70
MnO	0.18	0.20	0.19	0.19	0.18	0.17	0.17	0.13	0.15	0.13	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18	0.15
MgO	2.70	3.62	5.14	5.12	5.08	6.83	6.96	32.71	30.62	31.82	29.19	28.44	25.49	33.42	33.8	35.03
CaO	9.44	6.82	9.30	9.32	9.27	9.97	10.08	1.92	2.02	1.96	3.67	4.19	5.08	3.10	2.38	1.43
Na_2O	2.93	3.99	4.35	4.22	4.34	3.70	3.65	0.19	0.10	0.11	0.16	0.19	0.24	0.41	0.36	0.06
K_2O	0.47	0.74	1.06	1.02	1.07	0.68	0.76	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02	0.05	0.05	0.06	0.02
P_2O_5	0.34	0.37	0.31	0.31	0.31	0.06	0.06	0.02	0.05	0.06	0.03	0.01	0.07	0.04	0.06	0.03
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	0.33	0.33	0.33	0.32	0.32	0.26	0.34	0.36	0.36
H_2O	1.04	1.66	0.92	1.22	1.20	1.34	1.34	9.90	9.50	9.30	8.58	7.94	6.98	6.30	6.36	9.16
CO_2	0.26	0.40	0.35	0.53	0.30	0.37	0.18	0.49	1.00	0.26	0.85	0.44	0.26	0.97	0.35	1.02
LOI	1.09	1.31	0.31	0.75	0.38	0.91	1.04	9.70	9.21	9.00	8.18	7.86	6.42	6.40	5.81	9.33
Total	99.16	100.0	99.35	99.36	99.52	100.4	100.1	99.95	99.53	100.1	100.6	100.4	99.64	100.1	100.17	99.81
$Mg^{\#}$	42.8	44.6	48.4	47.2	47.9	54.9	55.7	87.4	81.9	85.6	86.3	85.9	84	85.2	85.1	86.6
Li	0.87	6.02	4.56	4.63	5.27	4.51	3.99	2.40	0.13	0.11	0.03	0.38	2.83	0.77	1.13	0.73
Be	0.48	0.68	0.39	0.36	0.37	0.25	0.27	0.13	0.15	0.19	0.07	0.10	0.23	0.16	0.23	0.07
Sc	6.71	33.87	28.93	35.88	19.25	40.61	41.91	21.09	19.63	18.79	14.85	23.65	26.34	24.73	21.38	12.35
V	255.2	256.4	352.8	359.6	360.9	354.2	324.0	61.22	63.44	68.63	71.75	91.92	98.83	90.56	84.55	60.51
Cr	13.76	11.56	2.07	1.76	1.85	115.8	129.3	2599	2635	2519	2191	2393	2024	2562	2684	2727
Mn	1501	1670	1617	1664	1597	1501	1441	1059	1283	1129	1134	1246	1324	1406	1441	1264
Co	72.09	54.19	47.16	45.85	38.95	51.30	48.32	101.3	177.3	105.9	83.64	96.57	91.33	111.7	117.2	111.6
Ni	0.54	0.32	2.05	2.40	1.43	41.58	42.60	491.8	2967	599.3	436.9	410.2	482.5	545.4	586.7	617.2
Cu	43.66	45.70	117.6	135.4	103.0	51.15	36.52	128.8	1521	140.0	65.32	84.51	24.10	47.68	83.59	21.60
Zn	129.8	170.4	149.8	148.2	144.2	100.2	98.64	70.51	90.83	91.89	78.65	82.77	89.12	82.76	96.54	77.89
Ga	30.29	36.12	33.56	33.74	34.07	27.32	25.32	5.66	5.57	5.26	5.69	10.28	8.76	4.88	5.19	4.58
Rb	8.55	12.55	13.82	19.46	20.91	9.62	9.93	2.93	1.01	1.20	0.41	0.46	1.28	0.81	1.12	0.39
Sr	531.2	387.5	849.5	839.0	880.3	714.2	623.3	66.08	47.40	29.55	44.99	51.97	88.58	82.71	72.0	37.48
Ba	160.5	272.9	226.9	230.6	230.0	157.7	137.4	9.42	7.31	8.20	5.26	70.38	10.62	9.0	11.80	7.63
Y	22.46	30.72	21.51	22.01	20.43	9.80	10.74	2.61	5.35	5.97	2.99	14.82	8.32	5.57	8.36	2.79
Zr	35.62	133	14.84	62.34	51.77	33.47	35.94	9.88	26.35	35.71	13.63	13.07	56.23	26.16	37.99	14.92
Hf	1.17	3.77	0.85	2.03	1.75	1.01	1.08	0.28	0.73	0.99	0.40	0.41	1.31	0.73	1.05	0.42
Nb	4.35	4.16	2.67	2.72	2.54	0.79	0.88	0.26	0.79	1.27	0.27	0.39	1.13	0.73	1.45	0.38
Ta	0.06	0.07	0.11	0.10	0.11	0.20	0.19	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	0.04
Cs	0.55	0.28	0.61	0.63	0.62	0.76	1.63	2.24	1.65	1.11	0.04	0.04	1.53	0.07	0.26	0.55
Pb	5.98	4.54	4.08	4.31	4.10	2.38	2.13	1.26	6.74	1.33	0.58	0.63	1.78	1.72	1.78	2.28
Th	2.03	2.74	1.30	1.50	1.30	1.10	1.35	0.58	0.96	1.31	0.60	0.71	1.32	0.87	1.19	0.74
U	0.77	0.94	0.23	0.27	0.23	0.29	0.25	0.11	0.19	0.24	1.79	1.12	0.38	0.17	0.39	0.14
La	12.64	13.69	10.19	10.70	9.81	3.60	3.86	1.01	2.43	2.64	1.74	0.70	2.97	2.34	3.26	1.44
Ce	29.48	32.95	24.94	26.06	24.15	8.23	10.21	2.31	5.57	6.26	3.58	1.79	7.46	5.41	7.35	2.97
Pr	3.86	4.33	3.56	3.68	3.44	1.14	1.21	0.30	0.70	0.79	0.43	0.28	1.02	0.68	0.92	0.38
Nd	20.42	23.26	19.92	20.58	19.42	6.22	6.75	1.53	3.47	3.97	2.11	1.72	5.54	3.58	4.61	1.87
Sm	5.03	5.95	4.93	5.11	4.91	1.66	1.86	0.43	0.84	0.95	0.53	0.54	1.47	0.90	1.23	0.45
Eu	1.86	2.17	1.71	1.82	1.71	0.78	0.78	0.18	0.25	0.29	0.16	0.24	0.55	0.29	0.37	0.15
Gd	5.94	6.77	5.28	5.65	5.18	2.14	2.20	0.51	1.02	1.18	0.65	0.62	1.67	1.10	1.48	0.55
Tb	0.89	1.08	0.77	0.81	0.75	0.32	0.34	0.08	0.15	0.17	0.10	0.11	0.26	0.17	0.23	0.09
Dy	5.50	6.65	4.65	4.83	4.62	2.13	2.18	0.55	0.97	1.15	0.65	0.74	1.70	1.08	1.50	0.58
Ho	1.03	1.25	0.84	0.90	0.82	0.40	0.41	0.10	0.18	0.22	0.13	0.14	0.32	0.21	0.28	0.11
Er	3.36	4.07	2.75	2.86	2.65	1.32	1.33	0.32	0.59	0.72	0.39	0.44	1.02	0.69	0.91	0.35
Tm	0.41	0.52	0.33	0.36	0.34	0.16	0.17	0.05	0.08	0.09	0.05	0.06	0.14	0.09	0.11	0.05
Yb	3.02	3.82	2.36	2.53	2.36	1.16	1.20	0.32	0.53	0.74	0.38	0.45	0.99	0.65	0.85	0.37
Lu	0.40	0.54	0.32	0.36	0.35	0.17	0.17	0.05	0.08	0.10	0.05	0.06	0.14	0.09	0.12	0.06
∑REE	93.84	107.1	82.55	86.25	80.51	29.44	32.67	7.74	16.86	19.27	10.95	7.87	25.25	17.28	23.22	9.42
δEu	1.04	1.04	1.02	1.03	1.03	1.27	1.18	1.17	0.82	0.84	0.83	1.25	1.07	0.89	0.84	0.92
$(La/Yb)_N$	2.81	2.41	2.90	2.84	2.79	2.09	2.16	2.12	3.08	2.4	3.08	1.06	2.02	2.42	2.58	2.62
$(Gd/Yb)_N$	1.59	1.43	1.81	1.80	1.77	1.50	1.48	1.29	1.55	1.29	1.38	1.12	1.36	1.37	1.41	1.20
$(La/Sm)_N$	1.58	1.44	1.30	1.31	1.25	1.36	1.30	1.47	1.81	1.74	2.06	0.81	1.27	1.63	1.66	2.01

注:主量元素由国家地质试验测试中心分析;稀土元素、微量元素由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 X_7 型 ICP-MS 分析

表 3 葫芦岩体 Nd、Sr、Pb 同位素组成图

Table 3 The isotopic compositions of Nd, Sr and Pb

Sample	岩性	Rb ($\times10^{-6}$)	Sr ($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\varepsilon_{Sr}(t)$
J4-1	辉橄岩	2.93	66.1	0.1284	0.704269	0.000015	0.7038	-10.1
J4-3	辉橄岩	1.20	29.6	0.1176	0.704285	0.000017	0.7038	-9.3
J2-3	橄榄岩	1.12	72.0	0.045	0.704893	0.000013	0.7047	3.4
J3-1	辉长岩	20.91	880.3	0.0688	0.704062	0.000011	0.7038	-9.7
Sample	岩性	Sm ($\times10^{-6}$)	Nd ($\times10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm2\sigma$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\varepsilon_{Nd}(t)$
J4-1	辉橄岩	0.43	1.53	0.1711	0.512923	0.000008	0.512616	6.5
J4-3	辉橄岩	0.95	3.97	0.1456	0.512873	0.000008	0.512611	6.4
J2-3	橄榄岩	1.23	4.61	0.1624	0.512929	0.000006	0.512637	6.9
J3-1	辉长岩	4.91	19.42	0.1539	0.512925	0.000005	0.512649	7.1
Sample	岩性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	RSD%	$^{207}Pb/^{204}Pb$	RSD%	$^{208}Pb/^{204}Pb$	RSD%	
J4-1	辉橄岩	18.263	0.049	15.523	0.04	37.788	0.046	
J4-3	辉橄岩	18.513	0.032	15.528	0.031	38.126	0.029	
J2-3	橄榄岩	18.321	0.03	15.499	0.027	37.773	0.034	
J3-1	辉长岩	18.091	0.04	15.459	0.033	37.526	0.028	

注:以上同位素数据由中国科学院广州地球化学研究所采用 MC-ICP-MS 法分析

芦岩体属于复式岩体,主要由辉长闪长岩、辉长岩、辉石岩、辉橄岩、橄榄岩等组成。它们在平面上呈不对称环带分布,内带为橄榄岩相,并有辉石岩相侵入其中,中环带为辉石岩相,外环带为辉长岩相、辉长闪长岩相,局部可见辉长岩相侵入橄榄岩相和辉石岩相中。各种类型岩石相之间多呈渐变过渡关系,局部也有侵入接触关系。

岩石中常见结构有自形—半自形粒状结构、辉长结构、堆晶结构、包含结构等典型基性—超基性岩结构特征,以块状构造为主。岩石普遍遭受了较强程度的蚀变,主要有蛇纹石化、绿泥石化,透闪石化,钠黝帘石化以及碳酸盐化(图 2)。超镁铁质岩石中含有褐色普通角闪石和黑云母,常呈他形充填在橄榄石和辉石粒间,反映出岩浆富含挥发份。电子探针分析结果表明(表 1),主要造岩矿物橄榄石为贵橄榄石(Fo = 77 ~ 80)。单斜辉石主要为普通辉石。斜长石组成变化大,辉长岩中除一件为更长石外,其余为培长石;辉长闪长岩为中长石和更长石。此外,岩石中还含有少量的磷灰石、铬尖晶石及金属硫化物等副矿物。

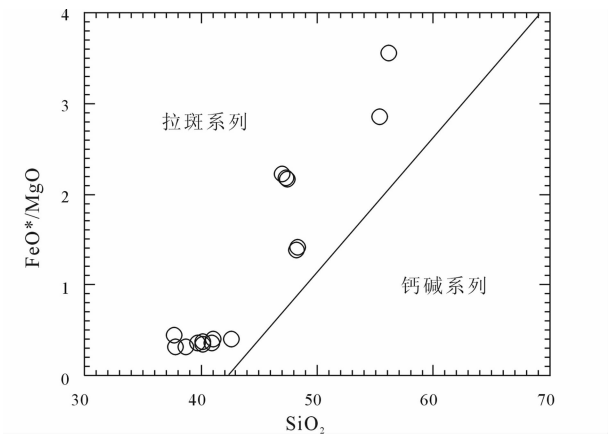


图 3 岩石化学系列分类图(据 Miyashiro,1974)

Fig. 3 FeO */MgO versus SiO_2 for the rocks from Hulu intrusion (after Miyashiro, 1974)

3 岩石地球化学

大部分样品的 SiO_2 在 37.74% ~ 48.77%,属于超基性—基性岩类(表 2)。两件辉长闪长岩的 SiO_2 的含量分别为 55.32%、56.14%,属于中基性岩类。在 SiO_2-FeO*/MgO 图解上,所有数据点都落在了拉斑玄武岩系列区(图 3)。

各种岩石的稀土元素总量变化较大,辉长闪长岩和辉长岩的 $\sum REE = 29.44 \times 10^{-6} \sim 107.05 \times 10^{-6}$,有弱正铕异常($\delta Eu = 1.02 \sim 1.27$);辉石岩、辉橄岩和橄榄岩的稀土元素总量很低,$\sum REE = 7.74 \times 10^{-6} \sim 25.25 \times 10^{-6}$,大部分样品有弱负铕异常,少部分样品有弱正铕异常,$\delta Eu = 0.82 \sim 1.27$。除一件样品(J4-2,$(La/Sm)_N = 0.81$)外,其他样品的 $(La/Sm)_N = 1.25 \sim 2.06$、$(La/Yb)_N = 1.06 \sim 3.08$、$(Gd/Yb)_N = 1.12 \sim 1.81$,表明大多数样品轻、重两组稀土元素之间、以及两组内部的元素之间分馏都较弱。在球粒陨石标准化配分曲线图上,一件辉橄岩样品表现为轻稀土元素亏损型,大部分样品具有轻稀土元素弱富集型配分曲线特征(图 4a)。

在原始地幔标准化的蛛网图上(图 4b),大部分样品都有 Nb、Ta 的明显亏损和较弱的 Ti 亏损。此外,辉长闪长岩和辉长岩亏损高场强容元素(Zr、Hf),适度亏损相容元素

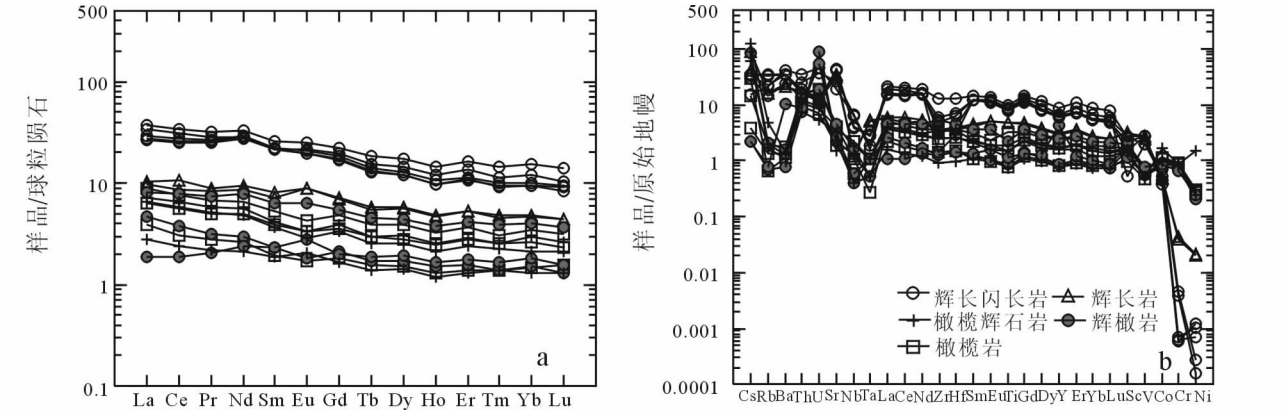


图 4 a)球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图(标准值据 Taylor and Mclennan,1985);b)原始地幔标准化的多元素配分曲线图(标准值据 Sun and McDonough,1989)

Fig. 4 a) Chondrite-normalized REE patterns (normalizing values are from Taylor and Mclennan, 1985); b) PM-normalized trace elements spider diagram (normalizing values after Sun and McDonough, 1989)

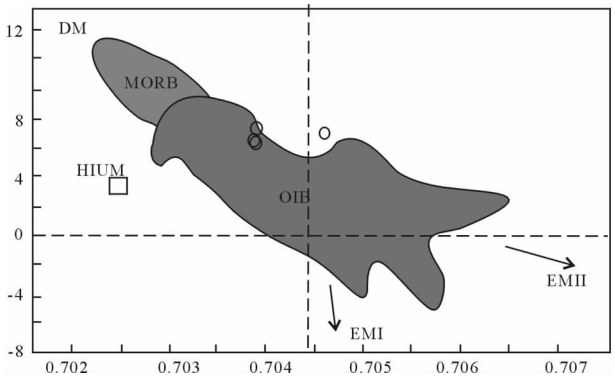


图 5 $\varepsilon_{Nd}(t)$ -$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 相关图(据 Zindler and Hart, 1986)

Fig. 5 $\varepsilon_{Nd}(t)$ versus initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the Hulu intrusion (after Zindler and Hart, 1986)

(Sc、V、Co),显著亏损 Cr、Ni。辉石岩、辉橄岩和橄榄岩大部分样品富集活动的高场强容元素(Th、U)。

采用岩体中辉长闪长岩相的锆石 U-Pb 谐和年龄 274 ± 3.9Ma,得到辉长岩、辉橄岩和橄榄岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 +6.5 ~ +7.1,$\varepsilon_{Sr}(t)$ 值除一件样品为 +3.40,其他三件样品 $\varepsilon_{Sr}(t)$ 值为 -9.3 ~ -10.1(表 3)。可见该岩体只有一件样品显示了 Sr 同位素的富集型特征,其余样品 Nd、Sr 同位素相对稳定,均表现出亏损型地幔特征。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$\varepsilon_{Sr}(t)$ 相关图上(图 5),三件样品落在了第一象限,位于 OIB 范围内,一件落在了第二象限。

辉长岩、辉橄岩和橄榄岩的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 分别是 18.091 ~ 18.513;$^{207}Pb/^{204}Pb$ 分别是 15.459 ~ 15.528;$^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别是 37.526 ~ 38.126(表 3)。在 Pb 同位素相关图中(图 6),数据点都落在了地球等时线右侧,表明富含放射成因的铅同位素。$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中,四件样品都落在了 MORB 范围内,其中三件靠近 PREMA 端元;$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中,四件样品也都落在了 MORB 区域里。由此判断,该其岩浆源区具有与 MORB 相似的 Pb 同位素组成。

4 讨论

4.1 蚀变的影响

岩体中超镁铁质岩石普遍存在较强的蚀变作用。蚀变过程很容易改变一些活动性元素的丰度,比如 Cs、Rb、Ba、K 和 Sr;而稀土元素和高场强元素(HFSE,如 Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti)在变质和蚀变过程中,保持了弱的活动性;其中,以 Zr、Th 的活动性最弱(Staudigel and Hart,1983)。所以,我们可以通过研究其它元素与 Zr、Th 的关系来判断这些元素的活动性(Gibsan *et al.*, 1982; Pearce *et al.*, 1992)。La、Nb 与 Zr、Th 以及 La 与 Sm 保持了较好的相关性,表明稀土元素和 Nb、Ta 等高场强元素在热液蚀变过程中是基本不活动的;Sr 与 Zr、Rb 与 La 没有相关性,表明 Sr、Rb 等大离子亲石元素在热液蚀变过程中是活动的(图 7)。由此可见,超基性岩石中大离子亲石元素(Rb、Ba)显著亏损,与岩石强烈的蚀变有关。然而,蚀变作用对岩体中高场强元素和稀土元素的影响很小,它们的变化可以反映岩浆演化过程和岩石成因信息。

4.2 原生岩浆的性质

利用橄榄石—熔体平衡原理可以估算进入岩浆房中原生岩浆的 MgO 含量。Mg-Fe 在橄榄石—熔体之间的分配系数为一相对稳定的值,即 $Kd_{Ol\text{-}Melt} = (FeO/MgO)_{Ol}/(FeO/MgO_{magma}) = 0.3 \sim 0.33$(Roeder and Emslie, 1970;Li *et al.*, 2004)。然而,由于早期结晶的橄榄石与残余晶间液体之间要发生再平衡作用,使得早期结晶橄榄石比其在原生岩浆中结晶时的橄榄石中的镁含量低,因此,Fo 值最高的橄榄石组

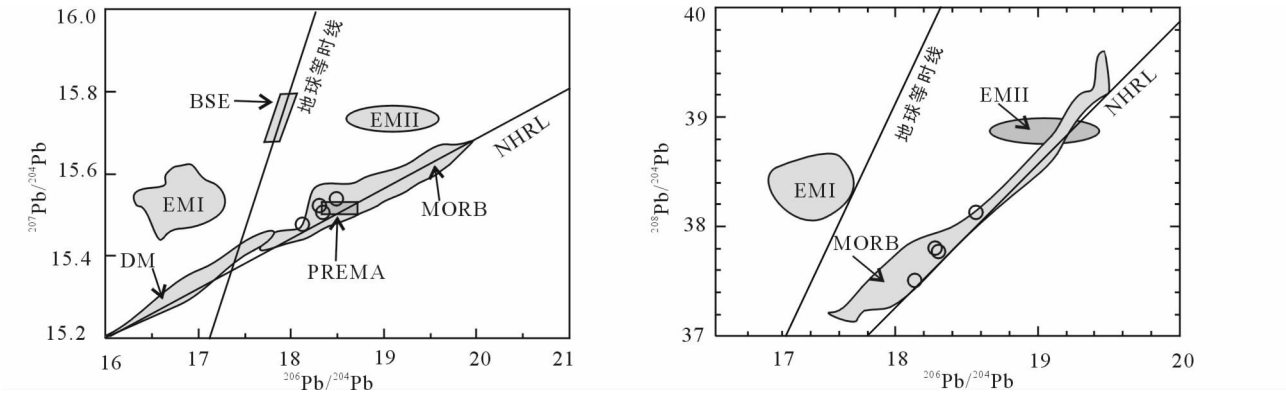


图 6 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 相关图(据 Allegre *et al.* ,1988;Zindler and Hart,1986)

Fig. 6 $^{207}Pb/^{204}Pb$ and$^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ of the Hulu intrusion (after Allegre *et al.* , 1988;Zinder and Hart, 1986)

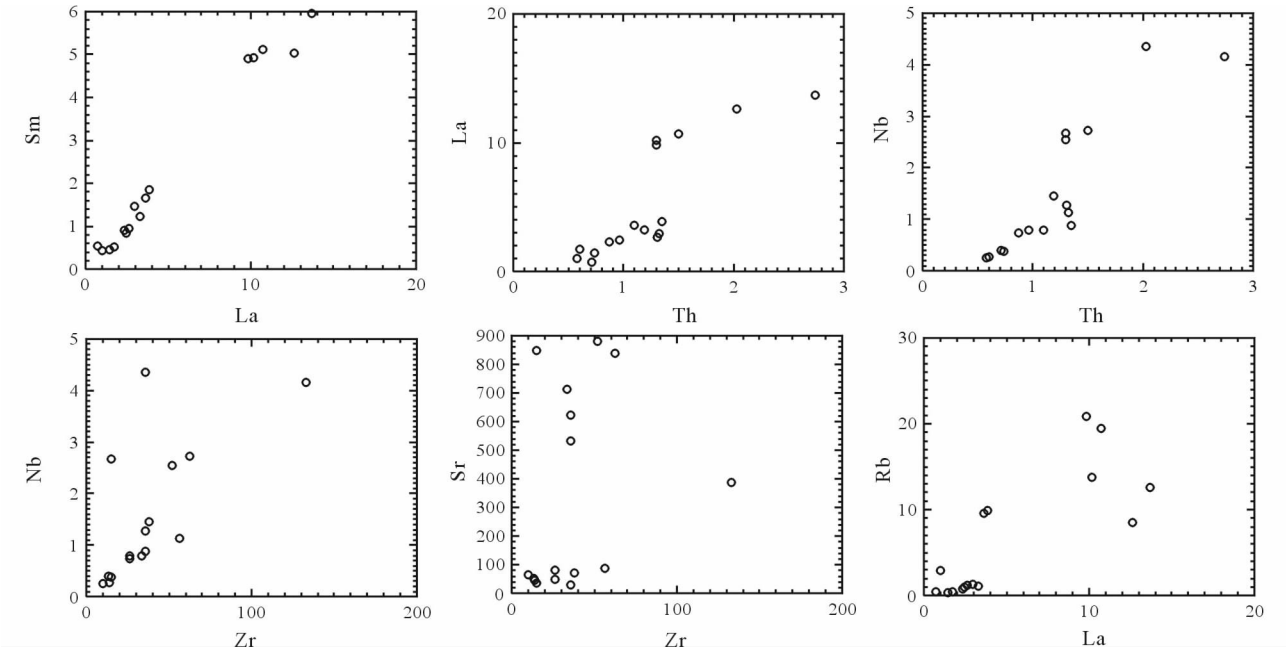


图 7 相关元素活动性判断图解

Fig. 7 Selected trace elements versus Zr and Th diagrams for checking element mobility

分可能更接近于液相线橄榄石的组成。以岩体中橄榄石最高的 Fo=80 估算出与其处于平衡状态岩浆的 MgO 含量为 7.1%(张招崇和王福生,2003)。由于 Fo 分子为 80 的橄榄石不能代表与原生岩浆平衡的最初的液相线相,所以,MgO=7.1% 的岩浆不能代表原生岩浆,只能约束原生岩浆 MgO 含量的下限。

4.3 分离结晶

分离结晶作用是镁铁质岩浆分异演化最重要的机制。$Mg^{\#}$($Mg^{\#}$ = Mg/(Mg + Fe))是鉴别原生岩浆的重要标志之一。Green(1975)认为,与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的 $Mg^{\#}$ = 0.63 ~ 0.73;Freg *et al.* (1978)认为,$Mg^{\#}$ = 0.68 ~ 0.73;Hess(1992)认为 $Mg^{\#}$ > 0.68。如果以 $Mg^{\#}$ = 0.65 ~ 0.73 代表了原生岩浆和近于原生岩浆的 $Mg^{\#}$范围,就可以看出,辉石岩、辉橄岩和橄榄岩的 $Mg^{\#}$ = 0.84 ~ 0.87,应该主要由岩浆早期结晶的矿物相聚集而成。辉长闪长岩和辉长岩的 $Mg^{\#}$ = 0.42 ~ 0.56,明显属于演化的岩浆。

在 Harker 变异图和 SiO_2-La、Th、Nb、Hf、Y 等图解中(图略),都显示了同源岩浆分异演化趋势。在(Mg + Fe)/Ti-Si/Ti 图解上表明分离结晶过程主要受橄榄石和斜方辉石控制(图 8a)。Spáth *et al.* (2001)证明,若有相当数量单斜辉石的分离结晶作用,则 CaO/Al_2O_3 比值会随 Mg/(Mg + Fe)的增加而增加。在图 8b 上,辉长闪长岩和辉长岩中呈正相关性,而超基性岩石中没有明显的相关性,表明单斜辉石不是最主要的堆晶相。δEu 与 CaO、Al_2O_3 丰度之间没有明显的相关性

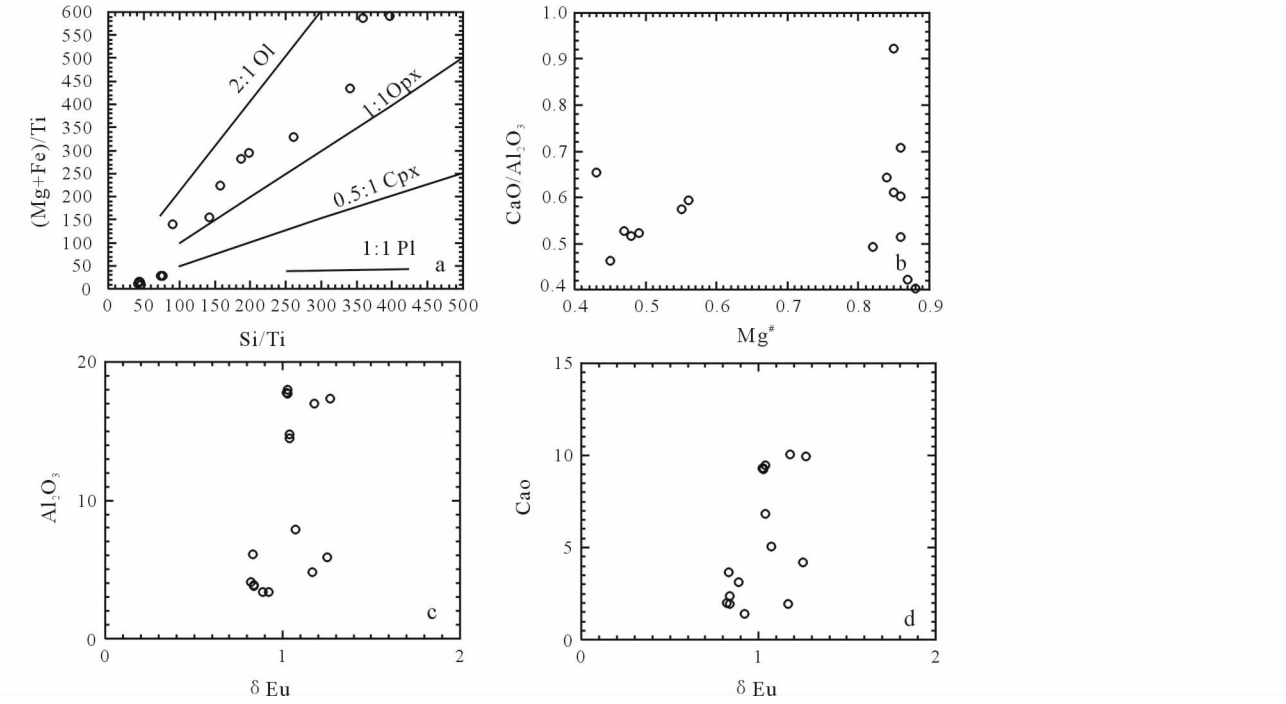


图 8 分离结晶作用判别图解(a 据 Stanley and Russell,1989)

Fig. 8 a-the molar ratio (Mg + Fe)/Ti versus the molar ratio Si/Ti(after Stanley and Russell, 1989); b-$Mg^{\#}$ versus Cao/ Al_2O_3; c, d-δEu versus Cao and Al_2O_3 for fractional crystallization processes

(图 8c、d),但在辉长闪长岩和辉长岩中,有弱正铕异常;在辉石岩、辉橄岩和橄榄岩大部分样品有弱负铕异常,这是岩浆分离过程中,长石在晚期岩相中富集造成的。此外,Ni、Co、V 和 Sc 等元素在部分熔融及岩浆分离结晶过程中表现出相容元素行为。Ni、Co 是橄榄石的相容元素,Co 和 Ni 的含量主要受岩浆中橄榄石的分离结晶/堆晶作用控制;而 V 主要受磁铁矿和辉石的分离结晶/堆晶作用的影响;Sc 则主要赋存于单斜辉石中(Green,1994)。在葫芦岩体中,MgO 与 Ni、Co 成明显的正相关关系,Ni 的含量从 0.32×10^{-6} ~ 617.2×10^{-6},Co 从 38.95×10^{-6} ~ 177.3×10^{-6}。V 和 Sc 的含量与 MgO 含量成反相关趋势,V 的含量从 41.94×10^{-6} ~ 12.35×10^{-6},Sc 的含量从 360.9×10^{-6} ~ 60.51×10^{-6}。这些规律变化表明成岩过程中主要存在橄榄石、斜方辉石的分离结晶/堆晶作用。

4.4 地壳混染

通常,幔源岩浆侵入地壳过程中会不同程度受到地壳物质的影响,幔源岩浆上升过程若有地壳物质的加入往往会增加岩浆的 SiO_2、K_2O 和 Zr、Hf、Th、Cs、Rb、Ba 等大离子亲石元素的丰度,同时会升高 La/Nb、Zr/Nb、$^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值,降低 Ti/Yb、Ce/Pb 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值(Mecdonald *et al.*, 2001; Barker *et al.*, 1997; Campbell and Griffiths, 1993)。然而,总分配系数相同或很相近的元素比值不受分离结晶作用和部分熔融程度的影响,不同元素比值之间的相关变化可以准确地验证同化混染作用是否存在及程度。在图 9 上 Zr-Th 有正相关性,La/Nb-Zr/Nb、Ce/Pb-Th/Zr、Ce/Nb-Th/Nb、Nb/Ta-La/Yb 之间没有明显相关性,说明岩石形成过程受到了较弱同化混染作用的影响。Th 和 Nb 在流体中活动性较差(Plank,1996; Keppler,1996),其是高度不相容元素,丰度变化不受部分熔融和岩浆分异作用的影响,它们之间的正相关性(图 9f),也表明陆壳混染作用的存在(Zhu *et al.*, 2001)。但是,鉴于其微量元素蛛网图中的大离子亲石元素没有显著的不规则波动,而且 $\varepsilon_{Nd}(t) = +6.5 \sim +7.1$,对同化混染作用很敏感的 Sr 同位素,在 4 件样品中仅有 1 件初始值较高($^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0.7047$),Pb 同位素没有显示 EM Ⅰ、EM Ⅱ 趋势,对同化混染作用敏感的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值也没有明显升高。所以,这种同化混染作用的强度仍处于相对较弱的水平。

同化混染作用被认为是铜镍硫化物矿床中引起 S 饱和的最主要机制(Ripley *et al.*, 2003; Naldrett, 2004)。当地幔熔体到达地壳以后,由于地壳物质的加入,或者地壳硫的直接加入(Wang *et al.*, 2006; Walker *et al.*, 1994)使得硫达到过饱和后以硫化物矿浆的形式从熔体中熔离出来,在此过程中亲铜元素进入分离出来的硫化物熔体,从而达到富集成矿作用。该岩体发生了较弱的同化混染作用,那么岩浆自身特点和演化过程对硫化物饱和度的增大及岩浆与硫化物熔体的熔离起了重要作用。

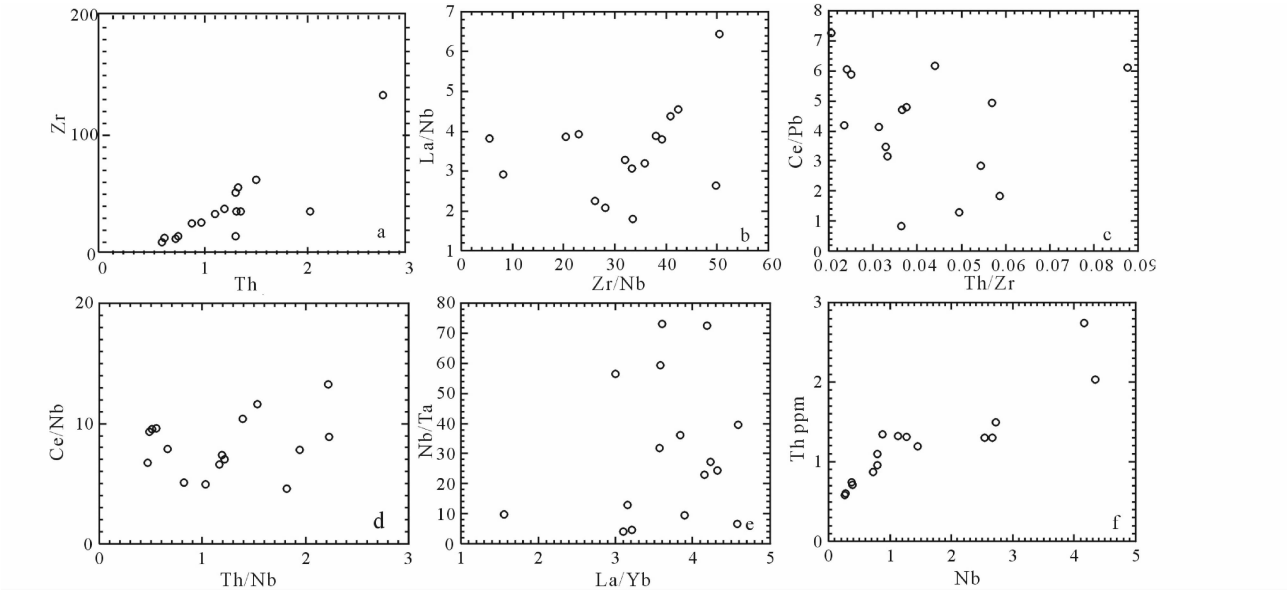


图 9 同化混染作用判别图

Fig. 9 Plots of selected trace elements for checking contamination

4.5 岩浆源区

一般来说,软流圈地幔和岩石圈地幔由于演化历史的差异存在系统的区别。大陆岩石圈地幔,尤其是古老的大陆岩石圈地幔往往具有低的 Sm/Nd、U/Pb 和高 Rb/Sr 比值。所以,随着时间的积累,大陆岩石圈地幔往往具有低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和高的 $\varepsilon_{Sr}(t)$ 值,富于变化但总体上具有非放射成因的 Pb 同位素组成(Farmer *et al.*,1989;Menzies,1989)。而软流圈地幔在化学组成和同位素特性方面具有亏损地幔或原始地幔的特征。因此,来源于软流圈地幔的岩浆具有低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(Saunders *et al.*,1992)。葫芦岩体的同位素组成($^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}=0.7038\sim0.7047$,$\varepsilon_{Nd}(t)=+6.4\sim+7.1$)与软流圈地幔特征相似。四件样品的 Pb 同位素特征与 MORB 型亏损地幔 Pb 同位素完全一致。此外,岩体中除两件样品外,其余样品的 Zr/Nb 比值为 22.9 ~ 50.5,与 MORB 的 Zr/Nb 比值(10 ~ 60,Davidson,1996)比较接近,Sm/Nd 的比值为 0.25 ~ 0.31,基本上位于 MORB 的范围(平均值 0.32,Anderson,1994)。这些证据表明岩浆源区主体应该属于软流圈地幔。然而,岩体没有受到明显陆壳组份的混染,$^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ 为 0.7038 ~ 0.7047,明显高于正常洋中脊玄武岩的 0.70229 ~ 0.70311;$^{143}Nd/^{144}Nd_{(t)}$ 为 0.512611 ~ 0.512649,低于正常洋中脊玄武岩 0.5130 ~ 0.5133(Saunders *et al.*,1988)。大部分样品都有 Nb、Ta 的明显亏损和较弱的 Ti 亏损。这表明源区混合了富集岩石圈地幔组份(Saunders *et al.*,1992)。

由于镁铝榴石和尖晶石的稀土元素分配系数存在显著差异,所以,在石榴石稳定域和尖晶石稳定域生成的幔源岩浆的稀土元素、尤其是重稀土元素的分馏程度存在明显差异。通常认为,低的 La/Yb 比值反映相对较高程度的部分熔融,或者源区最主要的残留相为尖晶石;高的 La/Yb 比值则表明较小程度的部分熔融,或者源区石榴石为主要的残留相(Wang *et al.*,2002;Zhang XH *et al.*,2008)。葫芦岩体岩石较低的 $(La/Sm)_N=1.25\sim2.06$ 和 $(Tb/Yb)_N=1.02\sim1.45$,相对平坦的 MREE-HREE 配分型式,表明它们是在尖晶石稳定域内较高程度部分熔融的产物(图 10)。

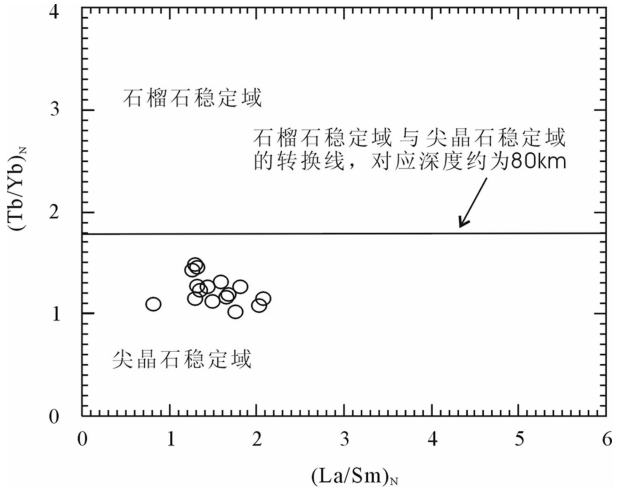


图 10 球粒陨石标准化 $(Tb/Yb)_n$ 和 $(La/Sm)_n$ 图解(据 Wang *et al.*,2002)

Fig. 10 The chondrite-normalized $(Tb/Yb)_N$ and $(La/Sm)_N$ diagram (after Wang *et al.*, 2002)

大量研究证明,天山地区与B型俯冲相关的岩浆活动时限均大于320Ma(赵振华等,2006;吴昌志等,2006;韩宝福等,2006;顾连兴等,2006;Zhu *et al.*,2005,2006;朱永峰等,2006a, b, 2007),在此之后,构造岩浆活动进入碰撞后伸展阶段。葫芦岩体形成于早二叠纪,应为后碰撞时期的产物。主碰撞造山期,岩石圈急剧增厚,增厚的陆下地幔根发生拆沉,造成了软流圈地幔的上涌,并相应的发生了减压部分熔融。当热的软流圈地幔到达岩石圈底部,同时引起部分岩石圈地幔发生部分熔融,软流圈源的熔体与岩石圈源的熔体相混合,上升、喷发,产生了碰撞后的岩浆作用。葫芦岩体是在尖晶石稳定域内占主体的软流圈地幔与富集岩石圈地幔相互作用的结果。

5 结论

东天山葫芦岩体主要由辉长闪长岩、辉长岩、辉石岩、辉橄岩和橄榄岩组成。岩石化学组成属拉斑玄武岩系列。岩石相对富集LREE和适度亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti)。岩浆演化过程中发生了较弱的同化混染作用。橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石是岩浆分离结晶过程中的主要分离结晶相/堆晶相。源区属于亏损的软流圈地幔。岩体是在尖晶石稳定域内占主体的软流圈地幔与富集岩石圈地幔相互作用的结果。

致谢 我们衷心感谢匿名审稿人对本文进行了认真的审阅,提出了宝贵的修改意见,使我们获益良多。在论文修改过程中,得到了朱永峰教授细致耐心的指导,同时在写作过程还得到了香港大学地球科学系高剑峰博士、杨胜洪博士的热心帮助,在此,对他们深表感谢!

References

Allegre CJ, Lewin E and Dupre B. 1988. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system. Chem. Geol., 70: 211 – 234

Anderson DL. 1994. Komatites and picrites: Evidence that "plume" source is depleted. Earth and Planetary Science Letters, 128: 303 – 311

Bai YL. 2000. Geological-geochemical characteristics and tectonic significance of the ophiolite blocks in Huangshan area, Xinjiang. Xinjiang Geology, 11 (1): 34 – 42 (in Chinese with English abstract)

Barker JA, Menzies MA, Thirlwall MF and Macpherson CG. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism Sana'a Yenmen: Implication and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38: 1359 – 1390

Campbell IH and Griffiths RW. 1993. The evolution of mantle's chemical structure. Lithos, 30: 389 – 399

Chen SP, Wang DH, Qu WJ *et al.* 2005. Geological features and ore formation of Hulu Cu-Ni sulfide deposit, eastern Tianshan. Xinjiang Geology, 23(3): 230 – 233 (in Chinese with English abstract)

Davidson JP. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism: Subduction top to bottom. Geophys. Monogr., American Geophysical Union, Washington DC, 251 – 262

Farmer GL, Perry FV, Semken S, Crowe B *et al.* 1989. Isotopic evidence on the structure and origin of subcontinental lithospheric mantle in Southern Nevada. Journal of Geophysical Research, 94: 7885 – 7898

Frey FA, Green DH and Roy SD. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilities from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19: 463 – 513

Gibson SA, Kirkpatrick RJ, Emmerman R *et al.* 1982. The trace element composition of lavas and dykes from 3 km vertical section through a lava pile of Eastern Iceland. J. Geophys. Res, 87: 6532 – 6546

Green DH. 1975. Genesis of archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. Geology, 3: 15 – 18

Green TH. 1994. Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis; Sedona 16 years later. Chemical Geology, 117: 1 – 36

Gu LX, Zhang ZZ, Wu CZ *et al.* 2006. Some problem on granites and vertical growth of the Continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1103 – 1120 (in Chinese with English abstract)

Han BF, Ji JQ, Song B, Chen LH and Li ZH. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications. Chinese Sciences Bulletin, 49: 2324 – 2328 (in Chinese)

Han BF, Ji JQ, Song B *et al.* 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (Part one): Time of post-collisional plutonism. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1077 – 1086 (in Chinese with English abstract)

He GQ, Li MS, Liu DQ *et al.* 1994. Paleozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang People's Publish House and Education, 1 – 437 (in Chinese)

Hess PC. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan JP, Blackman DK and Sinton JM (eds.). Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 71: 67 – 102

Hu SX, Guo JC, Gu LX *et al.* 1990. Important role and geological characteristics of Caledonian orogenic belt in Tianshan tectonics frame. Geology Science Xinjiang, 1: 32 – 46 (in Chinese with English abstract)

Kepezhinskas P, McDermott F, Defant MJ *et al.* 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61 (3): 577 – 600

Keppler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature, 380: 237 – 240

Kerr A. 2003. Nickeliferous gabbroic intrusions of the Pants Lake area, Labrador, Canada: Implications for the development of magmatic sulfides in mafic systems. Am. J. Sci, 303: 221 – 258

Li CS, Xu ZH, Edward MR *et al.* 2004. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, western China: Implications for ore genesis. Mineralium deposita, 39: 159 – 172

Li HQ, Xie CF, Chang HL *et al.* 1998. Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in Northern Xinjiang. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 264 (in China)

Liu DQ. 1983. Plate tectonic and distribution of mineral resources in Xinjiang. Northwestern Geology, 4(2): 1 – 12 (in Chinese with English abstract)

Mao JW, Pirajno F, Zhang ZH *et al.* 2008. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogenic (Xinjiang Autonomous Region, NW China) Principal characteristics and ore-forming processes. Journal of Asian Earth Sciences, 32: 184 – 203

Mao JW, Yang JM, Qu WJ, Du AD, Wang ZL and Han CM. 2002. Re-Os dating of Cu-Ni sulfide ores from Huangshandong deposit in Xinjiang and its geodynamic significance. Mineral Deposits, 21(4):

323 – 330 (in Chinese with English abstract)
Mecdonald R, Rogers NW, Fitton JG *et al*. 2001. Plume Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. Journal of Petrology, 42: 877 – 900
Menzies A. 1989. Cratonic cirumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States. Journal of geophysical research, 94: 7899 – 7915
Miyashiro A. 1974. Volcanic rocks in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274 – 355
Naldrett AJ. 2004. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Spring Berlin Heidelberg New York, 481 – 725
Pearce JA, Thirlwall MF, Ingram G *et al*. 1992. Isotopic evidence for the origin of Boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125. In: Fryer P, Pearce JA and Stokking L (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 125: 237 – 261
Plank T. 1996. The brine of the Earth. Nature, 380: 202 – 203
Ripley EM, Lightfoot PC, Li CS *et al*. 2003. Sulfur isotopic studies of continental flood in the Noril'sk region : Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. Geochim Cosmochim. Acta, 67(15): 2805 – 2817
Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology, 29:275 – 289
Stanley CR and Russell JK. 1989. Petrologic hypothesis testing with trace element ration diagrams derivation of diagram axes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101: 78 – 89
Saunders AD, Norry MJ and Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. Pitrol, Special Lithosphere Issue, 425 – 445
Saunders AD, Storey M, Kent RW and Norry MJ. 1992. Consequences of plume lithosphere interactions. In: Storey BC, Alabaster T and Pankhurst RJ (eds.). Magmatism and the Cause of Continental Breakup. London, Geological Society of Special Publication, 68: 41 – 60
Späth A, Roex AP, Akech NO *et al*. 2001. Plume- lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism, the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. Journal of Petrology, 42: 765 – 778
Staudigel H and Hart SR. 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanism and significance for the oceanic crust seawater budget. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 337 – 350
Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society. London, Special Publication, 42: 313 – 345
Taylor SR and Mclennan SM. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1 – 312
Walker RJ, Morgan JW, Horan MF *et al*. 1994. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle plume source for the Noril'sk-type ore-bearing intrutions, Siberia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 4179 – 4199
Wang K, Plant T, Walker JD *et al*. 2002. A mantle melting profile across the basin and range, SW USA. Journal of Geophysical Research, 107. 10.1029/2001JB000209
Wang CY, Zhou MF and Keays RR. 2006. Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai mafic ultramafic intrusion, SW China. Contrib. Mineral. Petrol., 152: 309 – 321
Wang DH, Chen YC, Xu ZG *et al*. 2002. Cu-Ni-(PGE) Sulfide metallogenic series in north Xinjiang. Mineral Deposits, 19(2): 147 – 155 (in Chinese with English abstract)
Wang XB. 1965. Reasonable quantitative mineral category names of Ultramafic intrusive rocks. Mineral Petrology Deposit and Geochemistry, 1: 1 – 59
Wu CZ, Zhang ZZ, Khin Z *et al*. 2006. Geochronology, geochemistry and tectonic significances of the Hongyuntan granitoids in the Qoltag area, Eastern Tianshan. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1121 – 1134 (in Chinese with English abstract)
Wu H, Li HQ, Mo XH, Chen FW, Lu YF, Mei YP and Deng G. 2005. Age of the Baishiqun mafic-ultramafic complex, Hami, Xinjiang and its geological significance. Acta Geologica Sinica, 79 (4): 498 – 502 (in Chinese with English abstract)
Xiao WJ, Zhang LC, Qin KZ *et al*. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implication for the continental growth of central Asia. American Journal of Science, 304: 370 – 395
Xu XW, Qin KZ, San JZ, Wang Y *et al*. 2006. Discovery of layered mafic-ultramafic intrusion formed in 545Ma in the Sidingheishan area, eastern Tianshan, China and its significances for tectonics and Cu-Ni mineralization. Acta Petrologica Sinica, 22(11): 2265 – 2676 (in Chinese with English abstract)
Zhang XH, Zhang HF, Tang YJ *et al*. 2008. Geochemistry of Permian bimodal volcanic rocks from Central Inner Mongolia, North China: Implication for tectonic setting and Phanerozoic continental growth in Central Asian Orogenic Belt. Chemical Geology, doi: 10.1016/j. chemgeo. 2008. 01. 005
Zhang ZC and Wang FS. 2003. A method for identifying primary magma examples from picrite and alkali basalts. Journal of Jilin university (Earth Science Edition), 33(2): 130 – 134 (in Chinese with English abstract)
Zhang ZH, Mao JW, Du AD *et al*. 2008. Re-Os dating of two Cu-Ni sulfide deposits in northern Xinjiang, NW China and its geological significance. Journal of Asian Earth Sciences, doi: 10.1016/j. jseaes. 2007. 10. 005
Zhao ZH, Wang Q, Xiong XL, Zhang HX *et al*. 2006. Two types of adakites in north Xinjiang, China. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1249 – 1265 (in Chinese with English abstract)
Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics: Annual Rev. Earth Planet. Sci., 14:493 – 571
Zhou MF, Lesher CM, Yang ZX *et al*. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, eastern Xinjiang, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. Chemical Geology, 209: 233 – 257
Zhu YF, Sun SH, Gu LB *et al*. 2001. Permian volcanism in the Mongolian orogenic zone, northeast China: Geochemistry, magma sources and petrogenesis. Geol. Mag., 138(2): 101 – 115
Zhu YF, Zhang LF, Gu LB *et al*. 2005. The zircon SHRIMP chronology and trace element geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in western Tianshan Mountains. Chinese Science Bulletin, 50: 2201 – 2212
Zhu YF, Guo X, Zhang LF and Song B. 2006. Geochemistry and zircon SHRIMP dating on the Late Paleozoic volcanic rocks in west Tianshan Mountains (Central Asia, Xinjiang). Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl., A755
Zhu YF, Guo X and Zhou J. 2006a. Petrology and geochemistry of a + epsilon (Nd) gabbro body in Baluntai region, central Tianshan mountains, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1178 – 1192 (in Chinese with English abstract)
Zhu YF, Zhou J and Guo X. 2006b. Petrology and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in the western Tianshan Mountains, NW China. Acta Petrologica Sinica 22(5): 1341 – 1350 (in Chinese with English abstract)
Zhu YF, Wang T and Xu X. 2007. Progress of geology study in Xinjiang and its adjacent regions. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1785 – 1794 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

白云来. 2000. 新疆哈密黄山—镜尔泉铜镍成矿体系的地质构造背景. 甘肃地质学报,9(2): 1 – 7
陈世平,王登红,屈文俊等. 2005. 新疆葫芦铜镍硫化物矿床的地质特征与成矿时代. 新疆地质,23(3): 230 – 233
何国琦,李茂松,刘德权等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社,1 – 437
顾连兴,张遵忠,吴昌志,王银喜等. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳

垂向增生的若干认识. 岩石学报,22(5): 1103 – 1120

韩宝福,季建清,宋彪,陈立辉,李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报,49(22): 2324 – 2328

韩宝福,季建清,宋彪,陈立辉,张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向增长(Ⅰ)-后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报,22(5): 1077 – 1086

胡受奚,郭继春,顾连兴等. 1990. 加里东造山带在天山构造格架中的主要地位及其构造地质特征. 新疆地质科学,1: 32 – 46

李华芹,谢才富,常海亮等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社,1 – 264

刘德权. 1883. 新疆板块构造与矿产分布. 西北地质, 4(2): 1 – 12

毛景文,杨建民,屈文俊,杜安道,王志良,韩春明. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义. 矿床地质,21(4): 323 – 330

王登红,陈毓川,徐志刚等. 2002. 新疆北部 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成矿系列探讨. 矿床地质,19(2): 147 – 154

王希斌. 1965. 超基性侵入岩合理定量矿物分类名称的刍议. 矿物岩石矿床及地球化学,1: 1 – 59

吴昌志,张遵忠,Khin Z 等. 2006. 东天山觉罗塔格红云滩花岗岩年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报,22(5): 1121 – 1134

吴华,李华芹,莫新华,陈富文,路远发,梅玉萍,邓岗. 2005. 新疆哈密白石泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义. 地质学报,79(4): 498 – 502.

徐兴旺,秦克章,三金,王瑜等. 2006. 东天山四顶黑山地区 545Ma 层状镁铁质—超镁铁质岩体的发现及其大地构造学和成矿学意义. 岩石学报,22(11): 2665 – 2676

张招崇,王福生. 2003. 一种判别原始岩浆的方法——以苦橄岩和碱性玄武岩为例. 吉林大学学报,33(2): 130 – 134

赵振华,王强,熊小林,张海祥等. 2006. 新疆北部的两类埃达克岩. 岩石学报,22(5): 1249 – 65

朱永峰,郭璇,周晶. 2006a. 新疆中天山巴仑台地区晚石炭世 $+\varepsilon_{Nd}$ 辉长岩体的岩石学和同位素地球化学研究. 岩石学报,22(5): 1178 – 1192

朱永峰,周晶,郭璇. 2006b. 西天山石炭纪火山岩的岩石学及 Sr-Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报,22(5): 1341 – 1350

朱永峰,王涛,徐新. 2007. 新疆及邻区地质与矿产研究进展. 岩石学报,23(8):1785 – 94